

Условия накопления олигоцен-нижнемиоценовых майкопских клиноформ Центрального и Восточного Предкавказья как ключевой критерий прогноза природных резервуаров

Е.О. Бабина^{1*}, А.В. Мордасова¹, А.В. Ступакова¹, И.А. Титаренко², Р.С. Сауткин¹, М.Е. Воронин¹,
М.А. Величко¹, М.Л. Махнутина¹, Т.О. Колесникова¹, А.А. Цыганкова¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Ниже-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики, Саратов, Россия

Олигоцен-нижнемиоценовые клиноформы майкопской серии Центрального и Восточного Предкавказья обладают доказанной нефтегазоносностью на ряде площадей. Но несмотря на полученные промышленные притоки и давнюю историю исследований, данные отложения слабо охарактеризованы бурением в глубоких прогибах, таких как Терско-Каспийский прогиб. Также остаются нерешенными вопросы детального стратиграфического расчленения майкопской серии в прогибах, корреляции отложений, условий накопления и критериев прогноза природных резервуаров.

На основе исследования сейсмических, каротажных данных созданы сейсмо-стратиграфический и цикло-стратиграфический каркасы, определены области распространения, направления проградации, характер границ и мощности 17 клиноциклов майкопской серии. На основе замеров высоты клиноформ оценена глубина их накопления и уточнены палеогеографические условия в Предкавказье в олигоцене-раннем миоцене.

Клиноформы М1-М7 проградировали с северо-востока, глубины моря при этом увеличились от порядка 300 м до 450 м. На момент накопления клиноформы М8 появился западный источник сноса, а глубина депоцентра осадконакопления увеличилась более чем на 800 м. Клиноформы М12-М16 проградировали с севера, глубина депоцентра сокращалась от 480 до 270 м. К концу накопления циклита М17 произошла полная компенсация относительно глубоководной впадины на шельфе.

Анализ геометрии и морфологии клиноформ позволил выделить 3 сейсмических типа: I – тангенциальные клиноформы субаквальной дельты высотой до 75 м, II – сигмовидные клиноформы шельфа высотой до 800 м, III – полого-косослоистые клиноформы склона и подножия впадины на шельфе высотой до 270 м. В мелководной части клиноформ шельфа прогнозируется развитие песчаных пластов прибрежно-морского генезиса и пластово-сводовых ловушек, а в подножии – конусы выноса и литологически экранированные ловушки. С клиноформами субаквальной дельты могут быть связаны литологически экранированные ловушки. Клиноформы склона и подножия впадины сложены преимущественно глинистыми отложениями.

Ключевые слова: Центральное и Восточное Предкавказье, клиноформы, майкопская серия, нефтегазоносный бассейн, палеогеография, прогноз природных резервуаров, сеймо-стратиграфический анализ

Для цитирования: Бабина Е.О., Мордасова А.В., Ступакова А.В., Титаренко И.А., Сауткин Р.С., Воронин М.Е., Величко М.А., Махнутина М.Л., Колесникова Т.О., Цыганкова А.А. (2022). Условия накопления олигоцен-нижнемиоценовых майкопских клиноформ Восточного и Центрального Предкавказья как ключевой критерий прогноза природных резервуаров. *Георесурсы*, 24(2), с. 192–208. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2022.2.18>

Введение

Толщи с крупным косослоистым или клиноформенным строением привлекают внимание учёных-нефтяников после открытия уникальных нефтяных и газовых месторождений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. И клиноформенное строение нижнемеловых (т.н. неокомских) клиноформ Западной Сибири исторически принимается в качестве ключевой предпосылки для открытия залежей в песчаных «шельфовых» пластах ундаформы (мелководной части клиноформы) и

в конусах выноса плотностных потоков в фондоформе (глубоководной части клиноформы) (Карогодин, Ершов, 1996; Бородкин, Курчиков, 2015). Однако существует ряд примеров, показывающих, что наличие клиноформенного строения толщи отнюдь не даёт гарантию обнаружить в ней природные резервуары нефти и газа, подобные тем, что продуктивны в Западной Сибири. В качестве примера можно привести свиту снадд, приуроченную к ундаформе триасовых клиноформ Баренцевоморского шельфа, где в преимущественно глинистой толще обнаружены лишь шнурковые залежи в ундаформе (Klausen et al., 2017; Gilmullina et al., 2021).

Майкопские клиноформы обладают доказанной нефтегазоносностью на ряде площадей Прикумской системы поднятий, Восточно-Ставропольской впадины и Ставропольского свода – Каменно-Балковской,

* Ответственный автор: Елена Олеговна Бабина
e-mail: eo.babina@oilmsu.ru

© 2022 Коллектив авторов

Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)

Поварковской, Величаевской, Воробьевской, Журавской, Русский Хутор (Центральный и Северный) и других (Кунин и др., 1987; Евдокимова, 2004). Интервал получения притоков – от -450 до -2500 м. Однако отбор керн в интервале майкопской серии практически не проводился, так как скважины бурились в основном для разведки юрских и меловых отложений и поиска антиклинальных ловушек (Кунин и др., 1987; Шарафутдинов, 2003). Интервал майкопской серии охарактеризован в основном стандартными методами каротажа, что позволяет выделить интервалы коллекторов, но не позволяет оценить их минералогические, гранулометрические и петрофизические характеристики.

Существует также проблема создания детальной стратиграфической схемы расчленения майкопских отложений в силу отсутствия разнообразия руководящих видов фауны (Музылев, Табачникова, 1987). Затруднительной является и корреляция разрезов из-за отсутствия регионально выдержанных пластов или пачек, отличающихся определенным литологическим составом. Существует довольно большое количество местных стратиграфических схем для обнажений в различных регионах Предкавказья и Северного Кавказа, которые трудно сопоставимы между собой (Семенов, Столяров, 1970; Шарафутдинов, 2003; Столяров, Ивлева, 2004; Попов и др., 2019).

Несмотря на большое количество исследований палеоген-неогеновых отложений Центрального и Восточного Предкавказья дискуссионным остается вопрос палеогеографии и условий осадконакопления. Некоторые исследователи выдвигают гипотезу о существовании в олигоценное время островов Кавказской суши на месте Центрального Кавказа (Холодов, Недумов, 1996; Шарафутдинов, 2003). Глубина бассейна в олигоцене оценивается, согласно (Кунин и др., 1987), порядка 300–400 м, а в работе (Ershov et al., 1998) – 500–800 м в Центральном Предкавказье и до 1200 м на юго-востоке.

Анализ временных сейсмических разрезов и характеристика волнового поля в клиноформенных комплексах с целью картирования неантиклинальных ловушек и выделения поисковых объектов выполнялись в работах (Кунин и др., 1987, 1989; Евдокимова, 2004; Земцова и др., 2008). Во многом критерии прогноза новых поисковых объектов в клиноформах майкопской серии были заимствованы из методики анализа нижнемеловых клиноформ Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна несмотря на разный возраст, разные источники сноса и разные геодинамические условия их формирования.

В рамках проведенных исследований мы постарались абстрагироваться от аналогий с нижнемеловыми клиноформами, а выработать критерии прогноза природных резервуаров на основе анализа геометрии клиноформ и цикличности.

Исследование направлено на выявление закономерностей геологического строения и региональный прогноз развития природных резервуаров в олигоцен-нижнемиоценовых майкопских клиноформенных комплексах.

Для этого созданы сейсмо-стратиграфический и цикло-стратиграфический каркасы, проведена корреляция основных отражающих горизонтов (ОГ) – границ клиноциклитов на временных сейсмических разрезах (ВСР); на основе привязки скважин к ВСР выявлены

границы циклитов по кривым геофизических исследований скважин (ГИС), проанализирована эвстатическая кривая; определены области распространения, характер границ, возраст и мощности основных клиноциклитов, направления проградации; охарактеризованы геометрия и морфология клиноформ, проведена их типизация; оценена глубина накопления разных типов клиноформ; уточнены палеогеографические условия накопления клиноформ, и выполнен прогноз песчаных фаций и коллекторов в каждом клиноциклите.

Методика исследования и база данных

Подход к изучению клиноформенных отложений основан на комплексном анализе сейсмических, каротажных данных и, при наличии, каменного материала. Клиноформы характеризуются циклическим строением, которое определяется изменениями относительного уровня моря во время их накопления (Vail et al., 1977; Henriksen et al., 2009; Patruno, Helland-Hansen, 2018).

Общая последовательность действий представляется следующим образом.

1) Выполняется сеймостратиграфический анализ – создается структурный каркас по опорным отражающим горизонтам, ограничивающим клиноформенные комплексы в кровле и подошве, на основе увязанных скважинных (ГИС, стратиграфические разбивки, палеонтологические находки) и сейсмических данных.

2) Внутри клиноформенного комплекса выявляются ОГ, связанные с поверхностями максимального затопления – наиболее высокоамплитудные и протяженные отражения. Эти ОГ коррелируются по сети профилей и соответствуют границам циклитов более низкого порядка, выделяемым по скважинным данным. Дальнейшая корреляция отложений внутри клиноформенного комплекса проводится исключительно в пределах поверхностей максимального затопления (Мордасова и др., 2017).

3) Проинтерпретированные профили выравниваются на кровлю клиноформенного комплекса (поверхность компенсации), и для каждого ОГ, связанного с поверхностью максимального затопления, определяется положение точек перегиба – бровки и подошвы. Точки перегиба клиноформ определяют положение основных палеогеографических границ: наиболее мелководной части (ундаформа), склоновой части (клиноформа) и наиболее глубоководной части (фондоформа) осадочного бассейна. Точки перегиба картируются для одновозрастных клиноформ и в комплексе с анализом сейсмических профилей дают представление о направлении сноса осадочного материала и ограничивают различные палеогеографические зоны (Henriksen et al., 2009).

5) При наличии глубинных сейсмических разрезов возможно оценить высоту клиноформенных тел, которая отражает палеоглубину бассейна осадконакопления. В результате анализа высоты, угла наклона, характера внутренних отражений и направления проградации выделяются сейсмические типы клиноформных тел (Patruno, Helland-Hansen, 2018).

6) С помощью скважинных данных, а именно характера изменения диаграмм ГИС, литологического состава отложений, по текстурно-структурным особенностям, фаунистическим находкам, положению изучаемых разрезов

скважин по профилю ундаформа-клиноформа-фондоформа, проводится геологическая интерпретация сейсмических типов клиноформ. При этом высота клиноформ будет определяющим фактором для палеогеографической интерпретации.

Область исследования охватывает обширную площадь Центрального и Восточного Предкавказья: Ставропольский свод, Восточно-Ставропольскую впадину, Прикумскую систему поднятий, восточную часть Восточно-Кубанской впадины и Терско-Каспийский передовой прогиб.

Для исследования клиноформенных комплексов собрана база данных (рис. 1), которая включает: 16 скважин с каротажными диаграммами (в форме las-файлов) в интервале майкопской серии (кажущееся сопротивление (КС), потенциал собственной поляризации (ПС), гамма-каротаж (ГК)); стратиграфические отбивки по 10 скважинам; колонки с литологической характеристикой разреза и результатами испытания интервалов по 8 скважинам; 8 скважин с литологическими колонками в цифровом виде на основе результатов интерпретации геофизических исследований скважин (РИГИС); 23 региональных сейсмических профиля (восточная часть) общей длиной порядка 5000 погонных км; по 9 скважинам проведён расчёт псевдо-акустического каротажа (АК), и произведена привязка к сейсмическим данным.

Геологическое строение клиноформ майкопской серии

Разделение майкопской серии на свиты предложено К.А. Прокоповым в 1936 г. Снизу вверх в майкопской

серии были выделены: хадумский, баталпашинский, септариевый, зеленчукский, караджалгинский, ольгинский, ритцевский горизонты (Прокопов, 1938). В настоящее время майкопская серия подразделяется на три подсерии в Центральном Предкавказье и две подсерии в Терско-Сунженской зоне (Евдокимова, 2004; Яндарбиев и др., 2017) (рис. 2).

Хадумский горизонт рассматривается отдельно от вышележащей толщи майкопской серии в связи с отличительными особенностями литологического состава и характерным распространением в пределах больших территорий (Прокопов, 1938; Краснова и др., 2021). Хадумский горизонт в значительной мере представлен тонким переслаиванием алевроитового и глинистого материала. Общая толщина хадумского горизонта колеблется от 20 до 120 м и зависит, в основном, от степени размыва пород белоглинского горизонта, подстилающего хадум. На диаграммах электрических методов каротажа хадумский горизонт выделяется по повышению кажущегося сопротивления, а на диаграмме гамма-каротажа – по увеличенной естественной радиоактивности.

Баталпашинский горизонт и септариевая свита представлены аргиллитами с зеленоватым оттенком, плотными, некарбонатными, слабо слюдыстыми с редкими включениями кристаллического пирита и конкрециями сидерита.

Вышележащие отложения представлены мощной толщей глин, зеленых, темных с коричневатым и шоколадным оттенком, слоистых и плохо слоистых, плотных, обладающих различной степенью песчаности (заметно

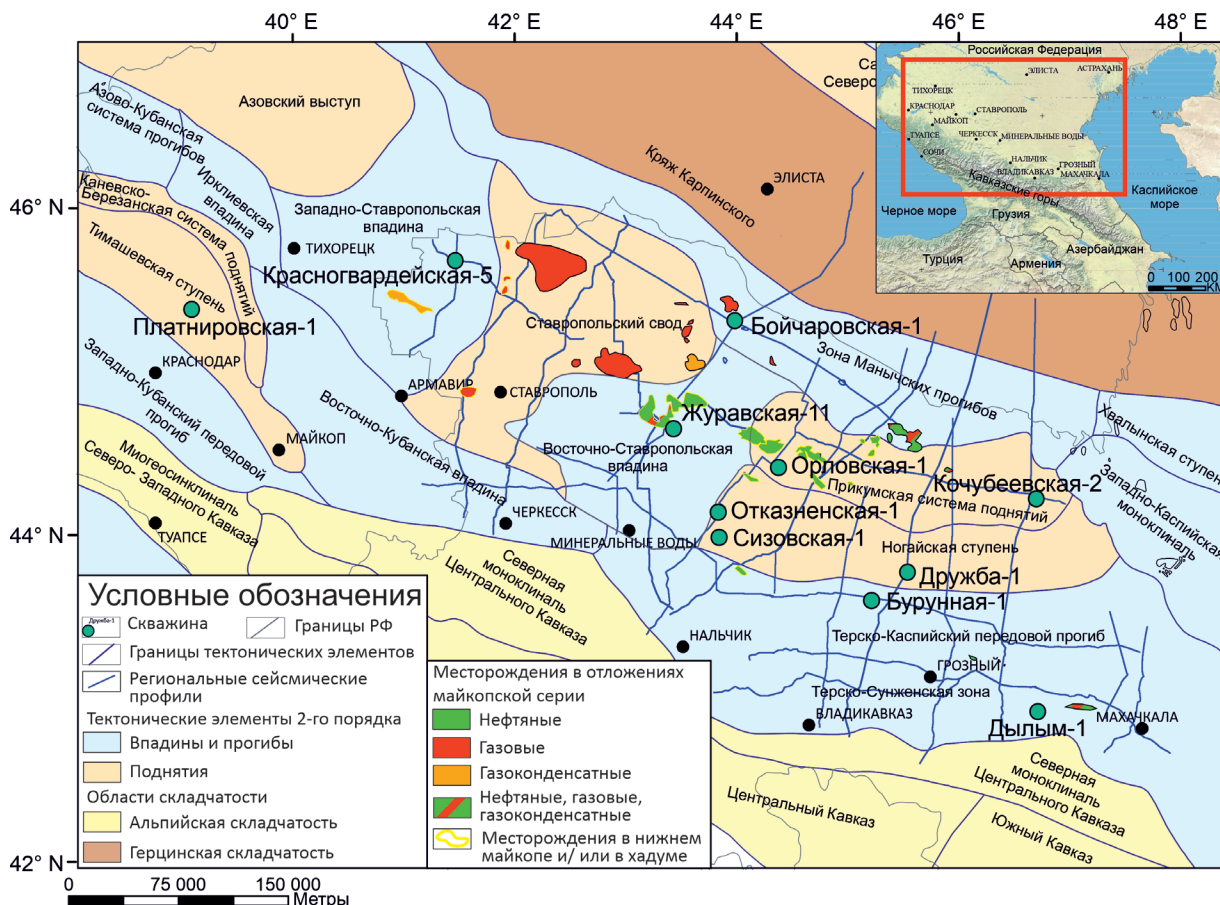


Рис. 1. Карта фактического материала: скважины с каротажными диаграммами в интервале майкопской серии и с наличием стратиграфических отбивок, региональные сейсмические профили

Эратема	Система	Отдел	Ярус	Свита, горизонт, толща		Волновая картина и отражающие горизонты	Литологическая характеристика			
				Центральное Предкавказье (Евдокимова, 2004)	Терско-Сунженская зона (Сомов, 1965, Станулис и др., 1988)					
Кайнозойская	Палеогеновая	Миоцен	Верхний	Свита Ритцевская	Верхняя Майкопская свита	Зурамакентская свита (550-650 м)	Толща серых и буровато-серых слюдистых аргиллитов с прослоями песчаников мелкозернистых серых и алевролитов. В основании - пачка листоватых темно-серых битуминозных радиоактивных аргиллитов.			
				Ольгинская свита				Свита Рики (Ассинские+Сулакские слои)		
			Средний	Караджалгинская свита				Средняя Майкопская свита (2-300 м)	Алкунская свита	
				Зеленчукская свита					Аргунские слои	
				Септариевый горизонт					Мутсидакальские слои	
		Нижний	Баталпашинский горизонт	Нижняя Майкопская свита (20-80 м)	Миятлино-Мутсидакальская свита					
			Хадумский горизонт		Нижне-глинистые слои					
		Олигоцен	Верхний	Хаттский	Рюпельский	Майкопская серия (268-1115 м)		Хадумский горизонт (20-80 м)	Рожненская свита	Pg3chd - Chd_top
									Свита Гехи	
									Остракодовый слой	
Хадумская свита										
Миатлинские слои										

несогласное залегание

Рис. 2. Стратиграфическая колонка олигоцен-нижнемиоценовых отложений майкопской серии Центрального и Восточного Предкавказья с привязкой отражающих горизонтов (по Яндарбиеву и др., 2017; Евдокимовой, 2004; Красновой и др., 2021; с дополнениями)

уменьшающейся к кровле слоев) и содержащих конкреции сидерита. По электрокаротажным диаграммам граница между ними либо не обнаруживается, либо проводится весьма условно.

На ВСР проведена интерпретация 17 отражающих горизонтов, соответствующих кровлям 16 региональных клиноформ (M1-M16) и толще заполнения (M17) (рис. 3). По направлению проградации выделяется 3 системы клиноформ.

Клиноформы M1-M7 распространены преимущественно в северо-восточной области изучаемой территории (рис. 4). Данные клиноформы проградируют с северо-востока на юго-запад. Каждая последующая клиноформа

покрывает все большую территорию, а клиноформа M7 достигает зоны складчатости Большого Кавказа. В северной части района исследований кровли клиноформ залегают на временах от -700 мс (M1) до -500 мс (M7), по мере проградации кровли клиноформ погружаются на восток, достигая времен до -4000 мс. Снос осадочного материала в бассейн седиментации был с востока, северо-востока (рис. 5). При выравнивании временного сейсмического профиля на кровлю майкопской свиты оценивалась высота клиноформ M3-M7 от бровки до подошвы, она изменяется от 250 мс (клиноформа M3) до 460 мс (клиноформа M7) (табл. 1). Бровка клиноформ плоская и полого восходящая – регрессивная.

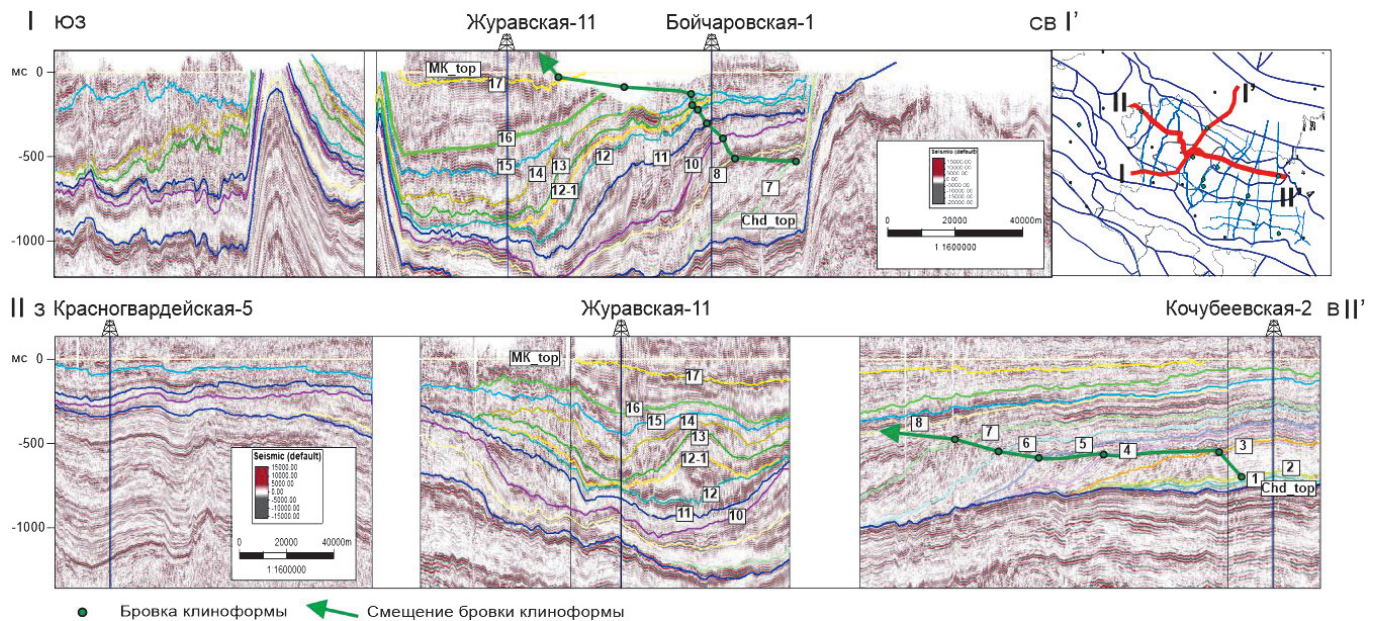


Рис. 3. Результаты интерпретации майкопского клиноформенного сейсмо-стратиграфического комплекса на композитных региональных временных сейсмических профилях по линиям I и II

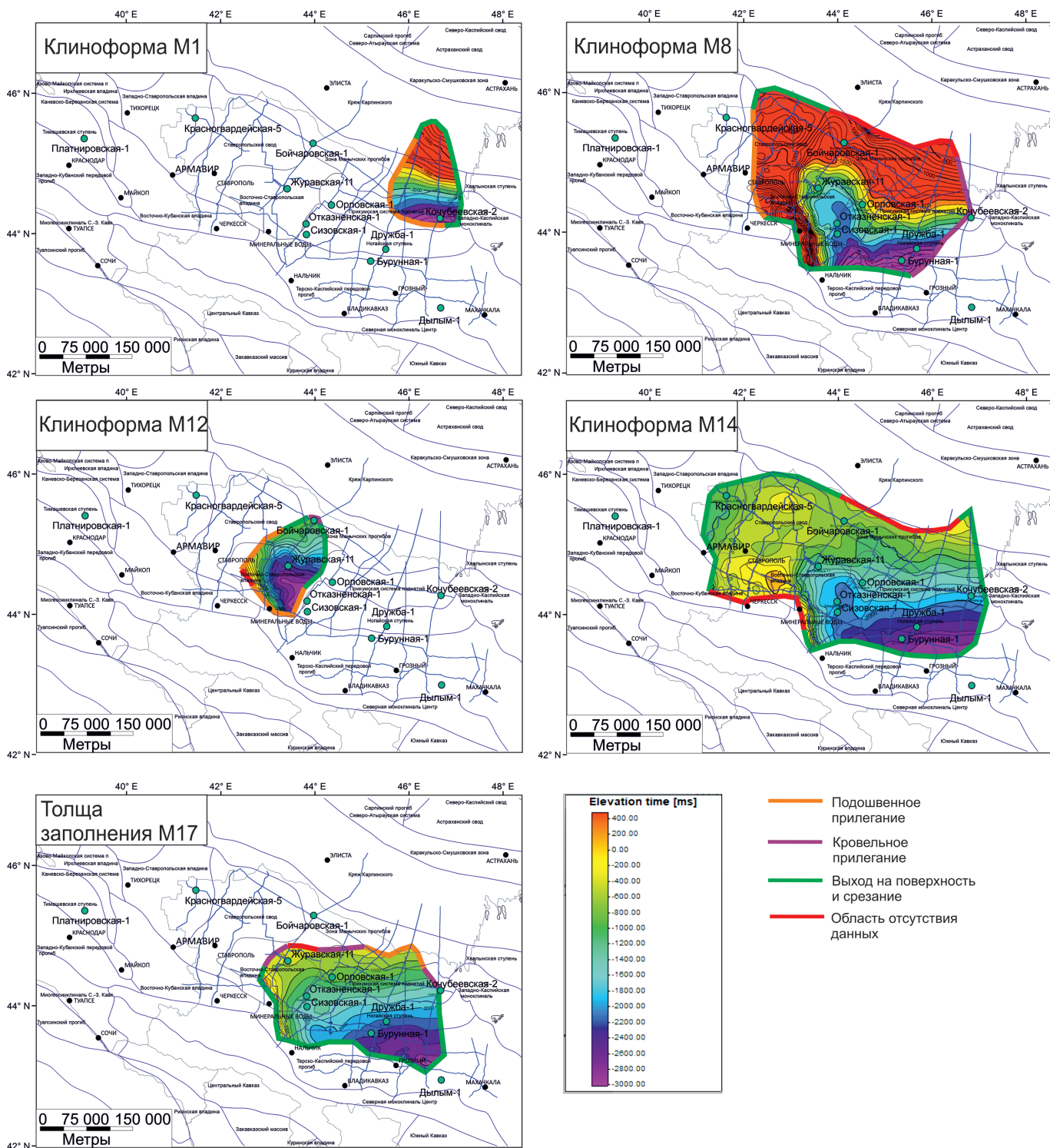


Рис. 4. Временные структурные карты клиноформ М1, М8, М12, М14 и толщи заполнения М17, иллюстрирующие области распространения клиноформ и погружение структурного плана с северо-запада на юго-восток

Клиноформы М8 и М10 проградируют как с востока на запад в восточной части территории, так и с запада на восток – в западной (рис. 4). Клиноформы М9, М11, М12 проградируют в бассейн с запада на восток также в западной части района исследований. Кровли клиноформ расположены на временах от -1600 мс на севере, северо-востоке и западе до -2500 мс на востоке, в наиболее погруженных областях. Снос материала был с востока и с запада для клиноформ М8 и М10, для клиноформ М9, М11, М12 – только с запада (рис. 5). Высота клиноформ

составляет 350–550 мс (табл. 1). Бровка клиноформ плоская и полого восходящая – регрессивная.

Клиноформы М13-М16 проградируют с севера на юг. Кровли клиноформ расположены на временах от -400 мс на северо-западе мс до -3000 мс на юге, погружаются в юго-восточном направлении (рис. 4). Снос осадочного материала был с севера (рис. 5). Высота клиноформ изменяется от 323 до 160 мс (табл. 1). Бровка клиноформ плоская и полого восходящая – регрессивная. М17 – циклит, окончательно заполняющий бассейн осадконакопления.

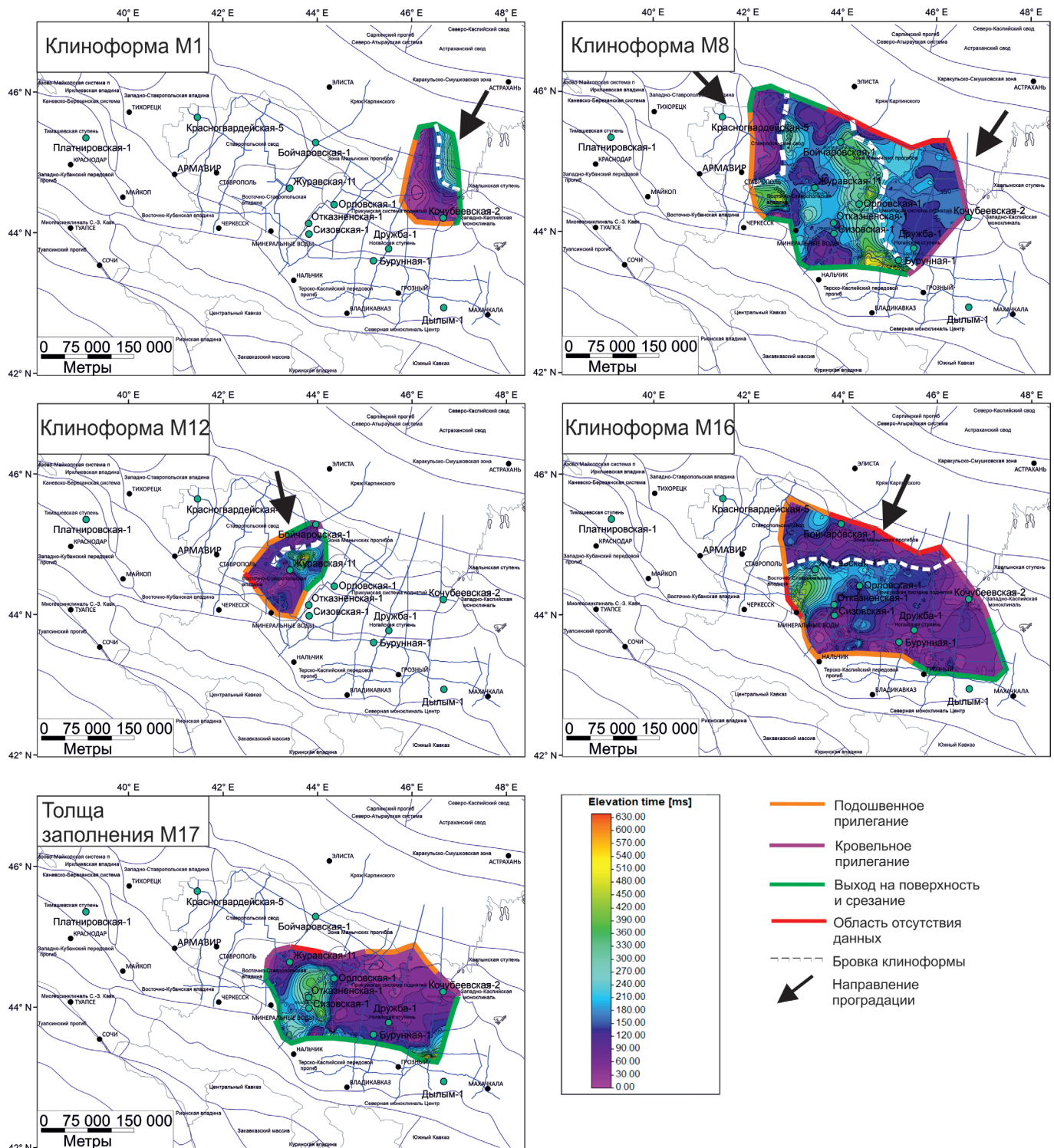


Рис. 5. Карты временных толщин, построенные для клиноформ М1, М8, М12, М16, толщи заполнения М17

Палеогеографические условия накопления майкопской серии

Высота клиноформ отражает палеобатиметрию бассейна, где они формировались (Laursen et al., 1997), что позволило составить палеогеографические карты.

Исходные данные для построения палеогеографических карт включали карты временных толщин и бровок по клиноформам М1–М16 и толще заполнения М17, опубликованные литолого-фациальные карты по хадумскому горизонту (Краснова и др., 2021), палеогеографические карты Восточного Паратетиса на сакараульское и калмыкское время (Попов и др., 2009), палеогеографические

схемы Предкавказья на олигоценное-раннемиоценовое время (Шарафутдинов, 2003) и структурно-тектоническую схему формирования майкопских отложений (Патина, 2013 (рис. 6)).

Выделенные в восточном и центральном Предкавказье по региональным сейсмическим данным клиноформы М1–М17 являются единой системой выноса огромных объёмов осадочного, преимущественно глинистого, материала вместе с клиноформами, закартированными И.С. Пагиной в Среднем Каспии (Патина, 2013).

На основе анализа литологического состава пород и глинистых минералов майкопской серии А.И. Конохов

Клиноформа	Высота, мс	Глубина моря, м	Клиноформа	Высота, мс	Глубина моря, м
M1	200	300	M10	350	525
M2	175	262	M11	388	582
M3	250	375	M12	372	558
M4	260	390	M13	323	484
M5	294	441	M14	225	337
M6	400	600	M15	220	330
M7	460	690	M16	178	267
M8	550	825	M17	Толща заполнения	

Табл. 1. Высота клиноформ на основе интерпретации сейсмических разрезов и глубина моря при накоплении данных клиноформ

и Б. Малеки (Конюхов, Малеки, 2007) делают вывод, что минеральный состав майкопских глин не претерпевает значительных изменений в разных районах Терско-Каспийского прогиба в связи с удалённостью источника сноса. Увеличение доли каолинита, хлорита и смешанно-слоистых разбухающих глинистых минералов по сравнению с нижележащими палеоцен-эоценовыми отложениями обусловлено господством гумидного климата и размывом кор выветривания в южных районах Русской равнины.

По совокупности направления сноса осадочного материала и особенностей литологического состава пород майкопской серии (Конюхов, Малеки, 2007), мы предполагаем, что майкопские клиноформы являются подводной частью дельты палео-Волги и палео-Дона, куда поступал осадочный материал с обширной области водосбора в южной части Восточно-Европейской платформы.

В майкопское время на территории восточного, центрального Предкавказья и в Среднем Каспии господствовали морские обстановки осадконакопления (Сабанаев, Черкашин, 2008; Scotese, 2014). Согласно анализу высоты клиноформ M1-M16, можно выделить следующие палеогеографические зоны: мелководно-морскую (25–100 м), склоновую (100–400 м), относительно глубоководную (200–400 м) и глубоководную (>400 м). Мелководно-морская зона совпадает с ундаформой, склоновая – с клиноформой (ортоформой), относительно глубоководная и глубоководная – с фондоформой.

Согласно интерпретации сейсмических данных и анализу карт временных толщин, осадочный материал, слагающий клиноформы M1-M7, сносился с северо-востока, бровки клиноформ M1-M7 последовательно проградировали со стороны кряжа Карпинского. На конец накопления клиноформы M1 (примерно соответствует миатлинской свите северо-восточного Предкавказья) на территории Восточного и Центрального Предкавказья господствовали относительно глубоководные обстановки осадконакопления, унаследованные от хадумского времени; не исключено существование двух полуизолированных относительно глубоководных впадин с глубинами порядка 300 м (рис. 6). Склоновые обстановки прогнозируются на северо-востоке района исследования, в то время как на Ставропольском своде и к востоку от него были обстановки мелкого шельфа. В районе Северной моноклинали Кавказа существовала область размыва, а в восточной части Терско-Каспийского прогиба – склоновые обстановки, на что указывает широкое развитие олистолитов в миатлинской свите, впервые описанных Н.С. Шатским в 1929 г. (Шарафутдинов, 2003; Конюхов, Малеки, 2007).

К концу накопления клиноформы M5 область склоновой седиментации продвинулась на юго-запад, а полуизолированные относительно глубоководные впадины объединились в одну с глубинами моря до 400–450 м (рис. 6). Область мелкого шельфа сохранилась в северо-западной части Ставропольского свода и на востоке Прикумской системы поднятий.

На момент накопления клиноформы M8 появляется новый источник сноса на западе, область некомпенсированной седиментации сужается до Терско-Каспийского прогиба и Восточно-Ставропольской впадины (рис. 6). При этом глубина депоцентра осадконакопления увеличивается до 800 м. Область мелкого моря охватывает западную часть Ставропольского свода, большую часть Прикумской системы поднятий и Ногайской ступени.

К концу накопления клиноформы M10 происходит дальнейшее расширение области мелководно-морской седиментации (рис. 6). Налегание более молодых подразделений майкопской свиты на разновозрастные отложения мела-палеогена, отмеченное В.Ф. Шарафутдиновым (2003), указывает на трансгрессию и затопление большей части Кавказской суши, приподнятой в миатлинское время. Глубоководная впадина сокращается, её глубина достигает 500 м.

На момент накопления клиноформы M12 появляется новый источник сноса на севере, что также подтверждается данными С.С. Косовой (1993). Эти клиноформы заполняют остаточный узкий прогиб на территории Восточно-Ставропольской впадины, при этом глубина депоцентра сокращается от 480 до 270 м ко времени накопления клиноформы M16 (рис. 6). К концу накопления циклита M17 происходит полная компенсация относительно глубоководной впадины в Предкавказье, а на бортах происходит эрозия, которая маркируется на временных сейсмических разрезах срезанием ундаформенных частей 13, 14, 15 и 16 клиноформ (рис. 7).

Прогноз природных резервуаров в клиноформах майкопской серии

Согласно результатам анализа временных сейсмических разрезов, особенностей сейсмической записи внутри выделенных клиноформ и геометрии клиноформ, их можно разделить на 3 сейсмических типа (рис. 8).

I тип. Сигмовидно-тангенциальные клиноформы высотой 25–50 мс (37–75 м). Верхняя граница – несогласная по типу кровельного прилегания, или реже – согласная. Нижняя граница – несогласная по типу подошвенного прилегания. В таких клиноформах все их части – ундаформа, клино- (орто-)форма и фондоформа – четко выражены.

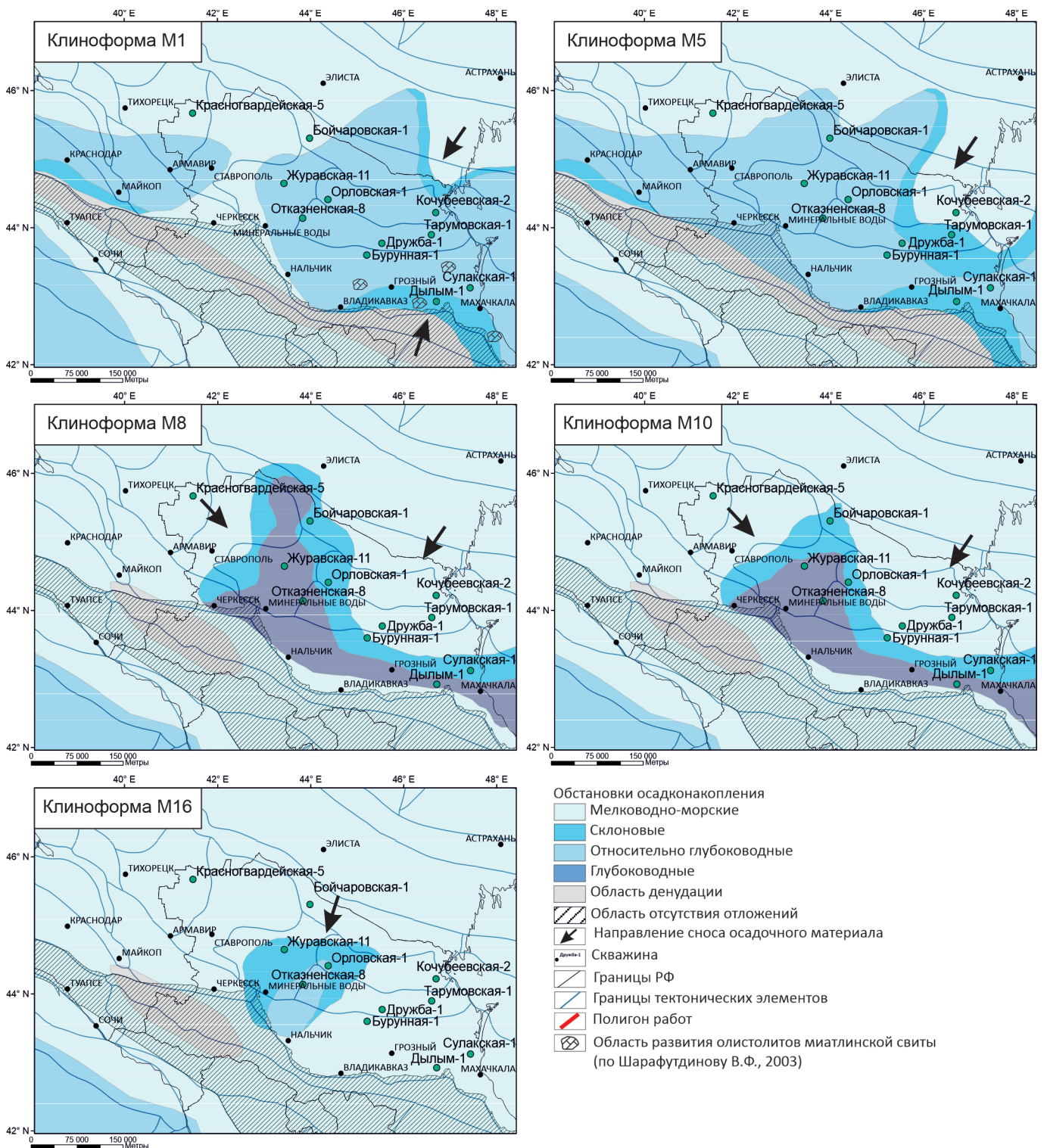


Рис. 6. Палеогеографические карты Предкавказья на конец накопления клиноформ M1, M5, M8, M10 и M16 (с использованием карт по Шарфутдинову, 2003; Попову и др., 2009; Патиной, 2013; Красновой и др., 2021). Черными стрелками показано направление сноса осадочного материала.

Траектория бровки, как правило, полого восходящая. Угол перегиба бровки до 0.5°.

Сейсмическая волновая картина клиноформ характеризуется субпараллельными полого наклонными отражениями, в клиноформе (ортоформе) характерно наличие расходящихся отражений. Такая конфигурация отражений характерна для обстановок седиментации с постоянной транспортировкой осадочного материала в высокоэнергетических средах (Vail et al., 1977).

Представленная архитектура клиноформ позволяет отнести их к клиноформам субаквальной дельты, которые формировались в прибрежно-морских обстановках.

II тип. Тангенциально-сигмовидные клиноформы высотой 100–550 мс (150–825 м). Верхняя граница – несогласная по типу кровельного прилегания или срезания. Нижняя граница – несогласная по типу подошвенного прилегания. Части клиноформы – (орто-) клиноформа и фондоформа – четко выражены.

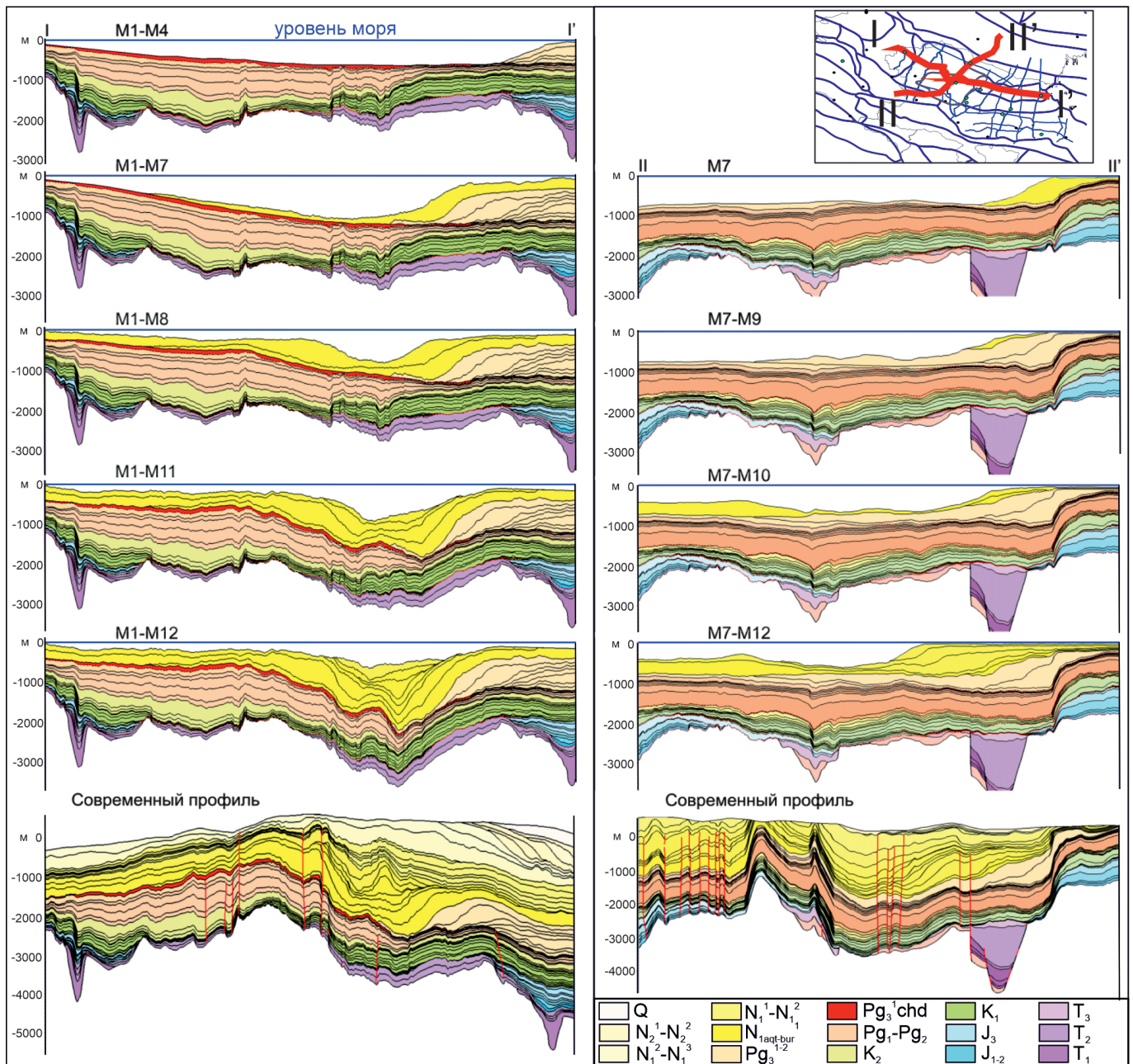


Рис. 7. Палеорекострукции бассейна осадконакопления для олигоцен-раннемиоценового времени по двум профилям

Тип	Высота	Геометрия	Интерпретация	Пример на временном разрезе	Схема строения
I	25-50 мс (37-75 м)	- Сигмовидно-тангенциальные клиноформы - Угол наклона бровки клиноформы до 0.5° - Полого восходящая траектория бровки	Клиноформы субаквальной дельты		
II	100-550 мс (150-825 м)	- Тангенциально-сигмовидные клиноформы - Угол наклона бровки клиноформы до 2° - Полого восходящая, плоская, полого нисходящая траектория бровки	Клиноформы шельфа, формировавшиеся при высоком стоянии относительного уровня моря и при его падении		
III	80-180 мс (120-270 м)	- Полого-косослоистые клиноформы - Отсутствие выраженной бровки	Клиноформы склона и подножия шельфа, формировавшиеся при низком стоянии относительного уровня моря и при его росте		

Рис. 8. Сейсмические типы клиноформ майкопской серии и их характеристики

Ундаформа бывает как выраженной, так и редуцированной. Траектория бровки клиноформ полого восходящая, плоская и полого-нисходящая. Угол перегиба бровки до 2°.

Сейсмическая волновая картина клиноформ характеризуется субпараллельными субгоризонтальными отражениями в ундаформе и полого наклонными отражениями в клиноформе и фондоформе.

Такая архитектура клиноформ позволяет отнести их к клиноформам шельфа, которые формировались в периоды высокого стояния относительного уровня моря и последующего его медленного падения.

III тип. Полого-косослоистые клиноформы высотой 80–180 мс (120–270 м). Верхняя граница – несогласная по типу кровельного налегания. Нижняя граница – несогласная по типу подошвенного прилегания. Части клиноформы трудно выделяемы, нет выраженной бровки. Рисунок осей синфазности в клиноформах – линзовидный. Такие клиноформы могли формироваться в склоне и подножии шельфа в периоды низкого стояния относительного уровня моря и последующего его медленного роста.

Внутри клиноформенных сейсмокомплексов на ВСП выделяются клиноформы, относящиеся как к одному сейсмическому типу, так и к нескольким (рис. 9). Клинформы М1-М3 по своей архитектуре отнесены к II типу, М4 – к I и II типам, М5 – I-III типам, М6-М8 – I и II типам, М9-М15 – II типу, М16 – ко всем типам.

Большинство клиноформ относится к II сейсмическому типу. Такие клиноформы вскрыты всеми скважинами. В разрезе скважин Бурунная-1 (ундаформа клиноформы М8), Дружба-1 (ундаформа клиноформы М8), Кочубеевская-2 (ундаформа клиноформы М2), Красногвардейская-5 (ундаформа клиноформы М10) в клиноформенных интервалах вскрыты песчаники (рис. 10).

Клинформы I сейсмического типа встречаются в ундаформе клиноформ I сейсмического типа М4-М8 и М16. Песчаники в таких клиноформах вскрыты скважиной Бойчаровская-1 в клиноформе М16 (рис. 11).

Песчаники вскрыты также в фондоформе клиноформ II сейсмического типа. В скважине Журавская-11 в песчаниках фондоформенной части клиноформ М8 и М10 получены притоки газа (рис. 12).

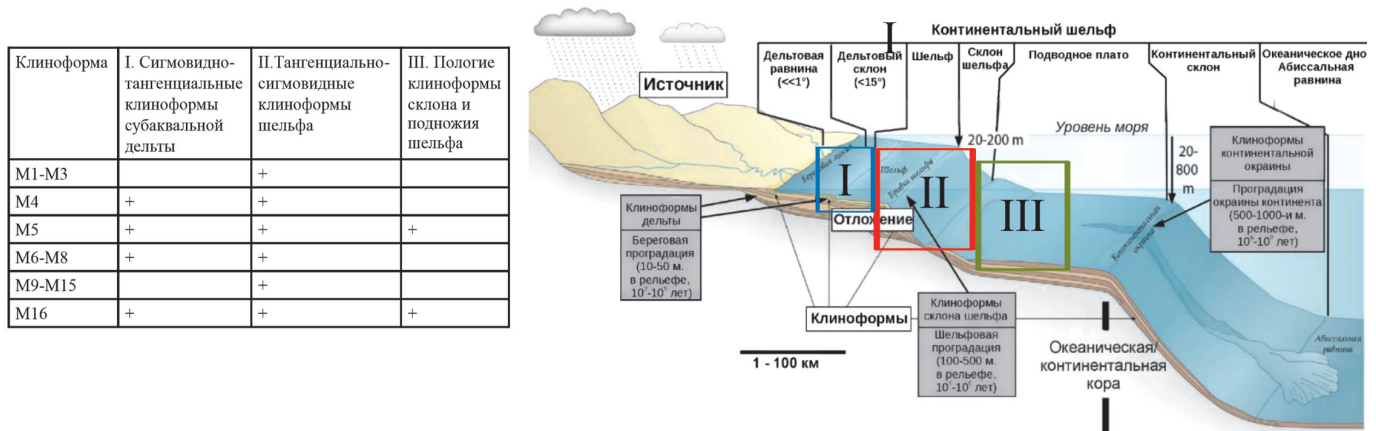


Рис. 9. Типизация клиноформ майкопской серии (схема сопоставления клиноформ по Patrino, Helland-Hansen, 2018; Pellegrini et al., 2020; Фрейману, 2021; с изменениями)

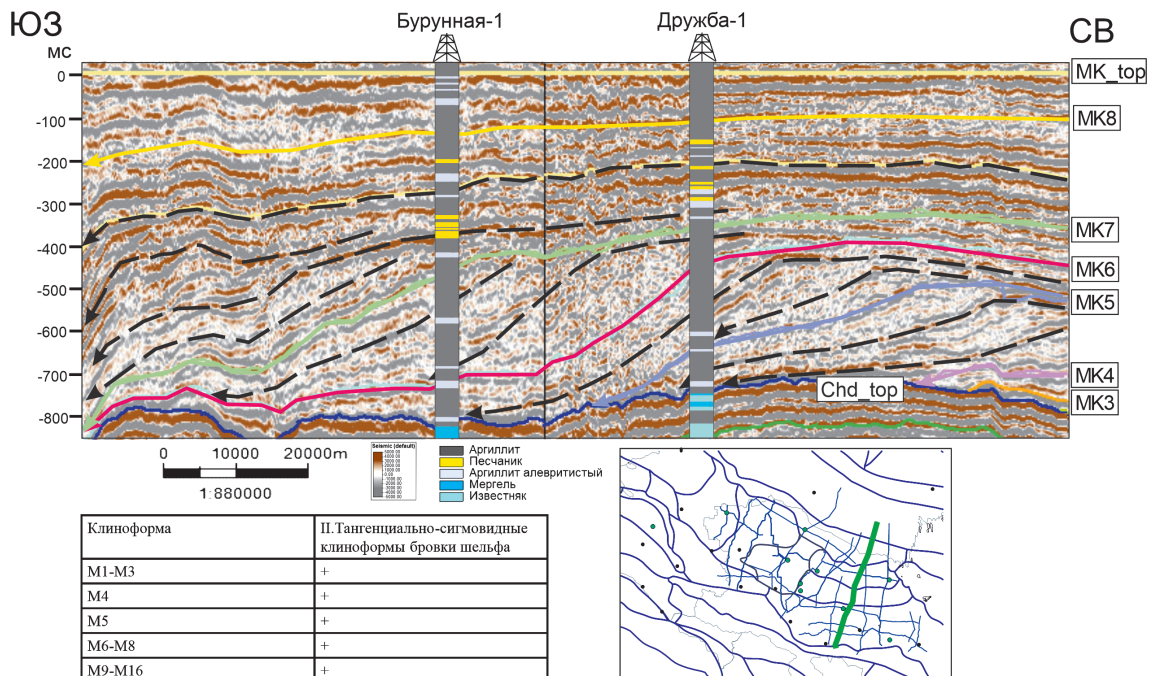


Рис. 10. Распределение природных резервуаров в ундаформе тангенциально-сигмовидных клиноформ шельфа (II тип). Условные обозначения на рис. 1, 2.

Предположительно, песчаники фондоформы относятся к конусам выноса, которые формировались при падении относительного уровня моря.

В клиноформах III сейсмического типа песчаников в разрезе скважин не обнаружено.

Разрез скважины Бойчаровская-11, вскрывшей пологослоистые клиноформы М16, представлен аргиллитами, реже – аргиллитами алевритистыми.

Таким образом, песчаные отложения встречаются только в двух типах клиноформ: субаквальной дельты и тангенциально-сигмовидных клиноформах шельфа.

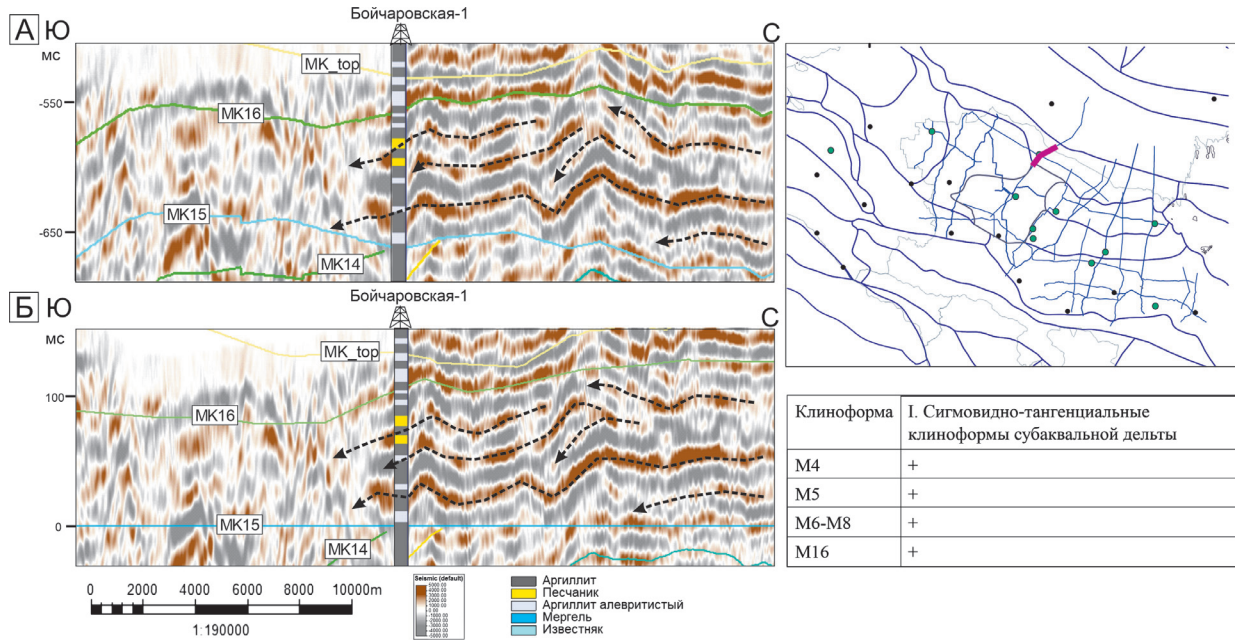


Рис. 11. Распределение природных резервуаров в тангенциальных клиноформах субаквальной дельты (II тип): А) фрагмент временного сейсмического профиля; Б) фрагмент временного сейсмического профиля, выравненного на подошву клиноформы М16. Условные обозначения на рис. 1, 2.

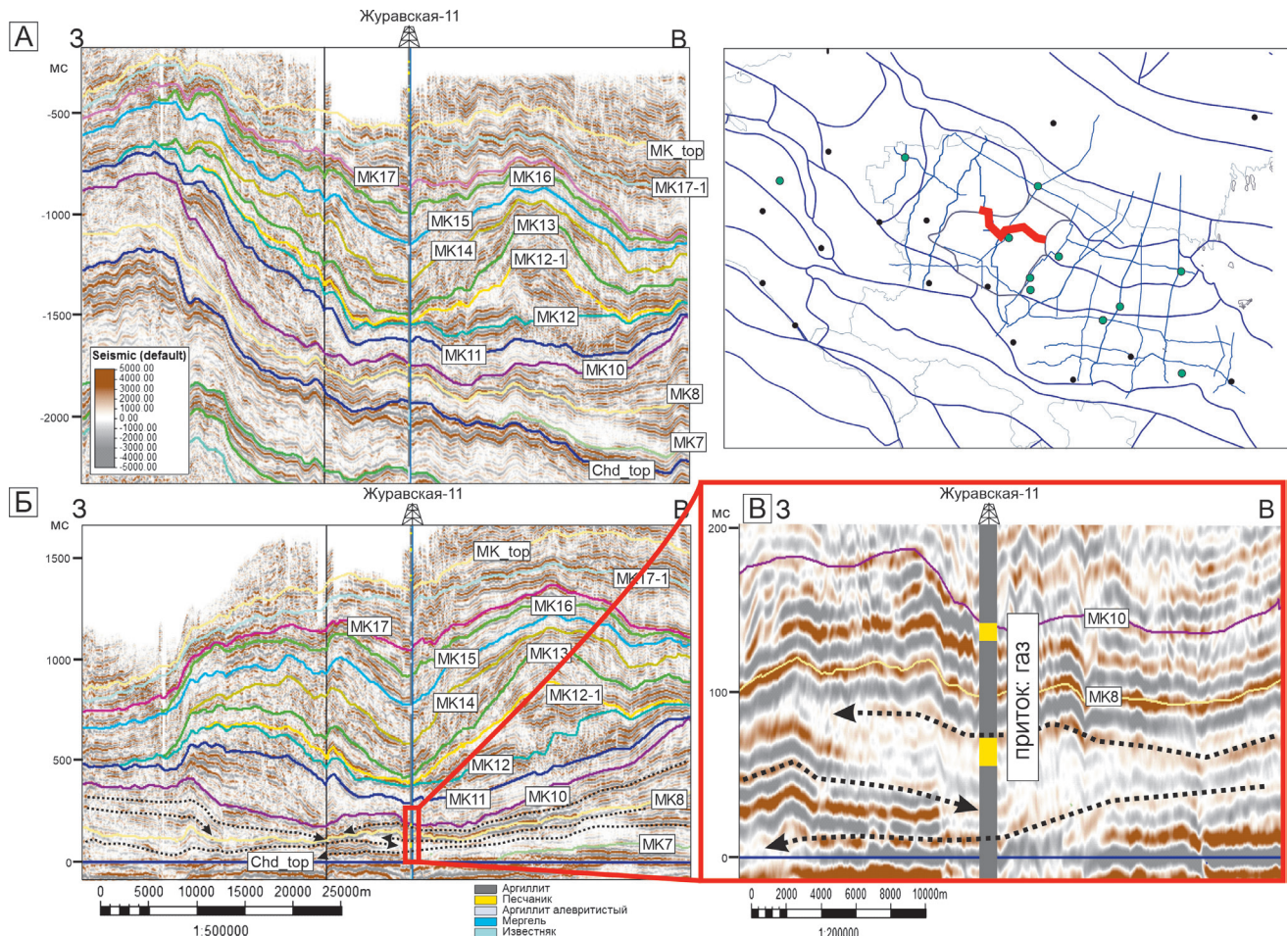


Рис. 12. Распределение природных резервуаров в фондоформе тангенциально-сигмовидных клиноформ шельфа (I тип). Условные обозначения на рис. 1, 2.

На основе анализа разрезов скважин выявлено, что песчаники приурочены к регрессивным частям циклов клиноформ М2, М3, М8, М10, М16.

Наибольшим количеством песчаных пропластков в наибольшем количестве скважин характеризуется 8 клиноформа, которая относится к II типу. Песчаники приурочены как к ундаформе, так и к фондоформе.

На временных сейсмических разрезах в ундаформе клиноформы М8 наблюдается увеличение амплитудности осей синфазности, что может быть связано с наличием выдержанных песчаных пропластков (рис. 13).

С учетом скважинных данных, интерпретации сейсмических данных и анализа цикличности создана концептуальная модель распределения литотипов в клиноформах (рис. 14).

В мелководной части тангенциально-сигмовидных клиноформ II сейсмического типа прогнозируется развитие песчаных пластов прибрежно-морского генезиса, в подножии таких клиноформ – конусов выноса. В клиноформах субаквальной дельты I типа – литологически экранированные ловушки. При этом глинистые отложения будут играть роль локальных флюидоупоров.

Развитие пластово-сводовых ловушек предполагается в ундаформенной части тангенциально-сигмовидных клиноформ шельфа II сейсмического типа – М8, М10, М16 – в

северо-западной, северной и северо-восточной областях изучаемого региона (рис. 15А).

Развитие литологически экранированных ловушек предполагается в сигмовидно-тангенциальных клиноформах субаквальной дельты I сейсмического типа М4-М8, М16 и конусах выноса фондоформы тангенциально-сигмовидных клиноформ М8, М10 бровки шельфа II сейсмического типа (рис. 15Б).

Согласно проведенным исследованиям, основные перспективы в клиноформенных отложениях майкопской серии приурочены к клиноформам М8, М10 и М16. В этих клиноформах прогнозируются пластово-сводовые ловушки в ундаформе, литологически ограниченные ловушки, связанные с конусами выноса в фондоформе и дельтовыми отложениями в ундаформе.

Основным риском при поисках новых месторождений нефти и газа в майкопской серии является наличие ловушки, так как в современном структурном плане наблюдается моноклинальное залегание ундаформы практически всех майкопских клиноформ, и существует сложность поиска замкнутых локальных поднятий. Другим фактором, усложняющим создание критериев поиска, являются многочисленные перестройки структурного плана, происходившие на фоне альпийской складчатости и горообразования на Кавказе, что могло привести к разрушению или

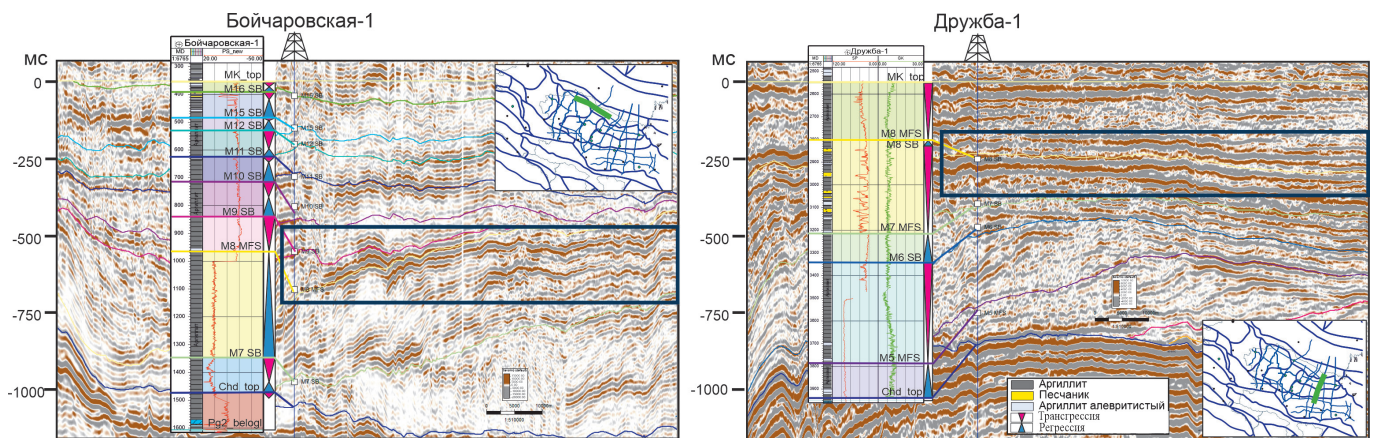


Рис. 13. Выделение циклов в майкопских клиноформах по данным каротажа и временных сейсмических разрезов. Синими прямоугольниками выделены области увеличения амплитуд осей синфазности, что может быть связано с наличием песчаных прослоев в ундаформенной части клиноформы М8.

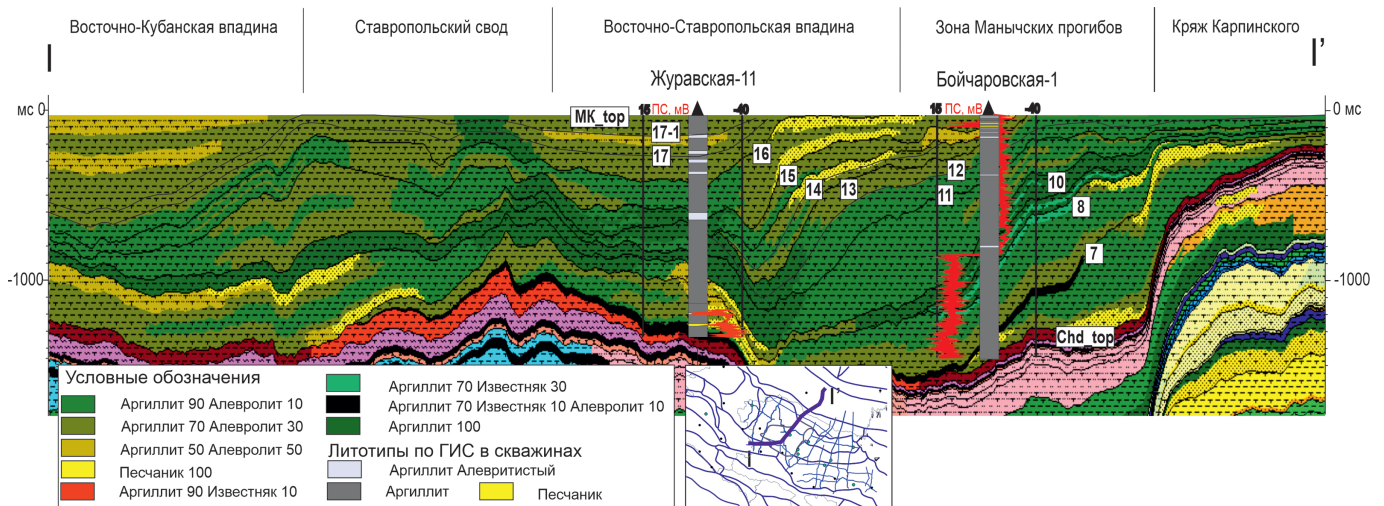


Рис. 14. Особенности распределения литотипов в клиноформенном комплексе в межскважинном пространстве: интерпретация профиля субмеридионального простираения, выровненного на кровлю майкопской серии

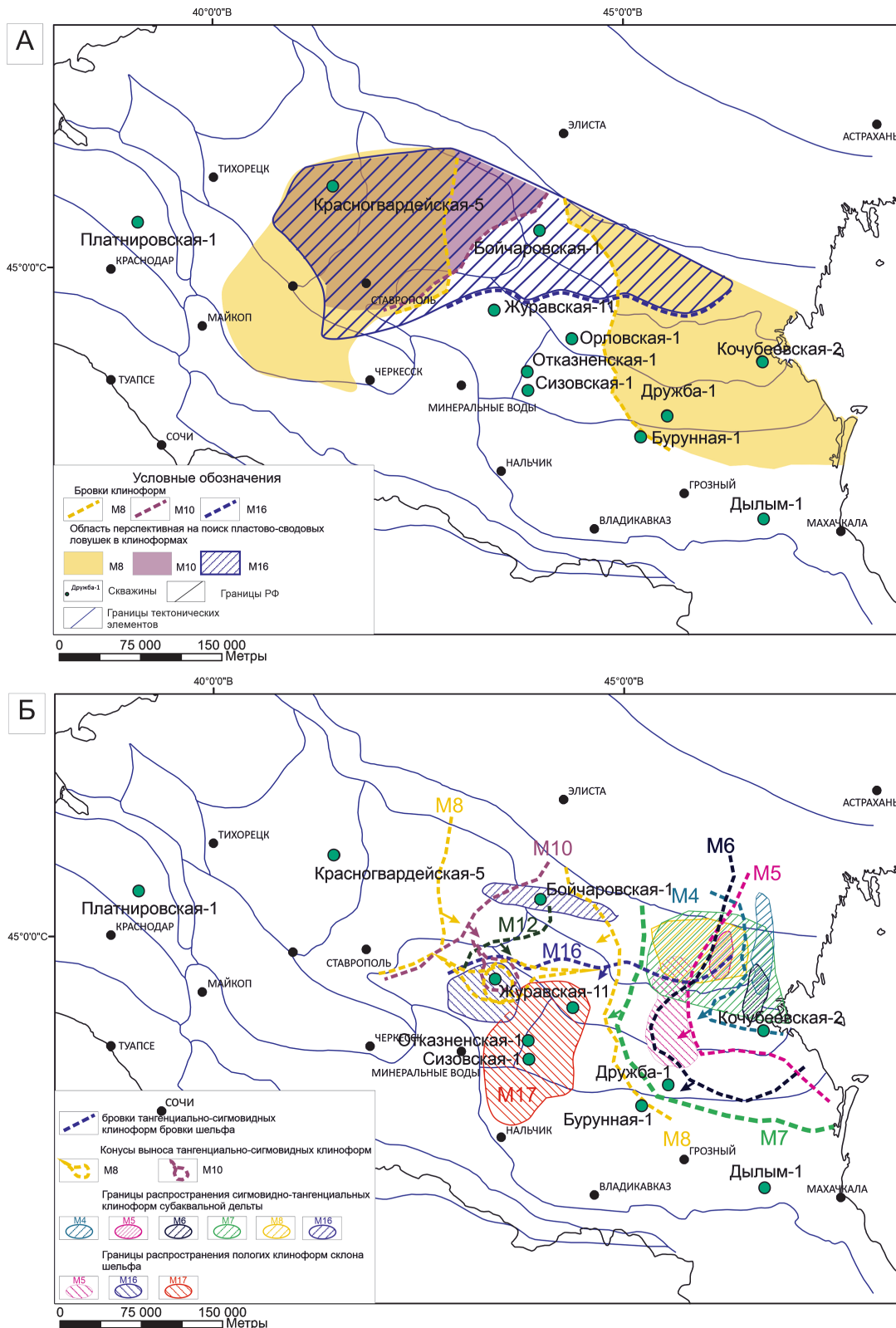


Рис. 15. Карта с областями развития: А) пластово-сводовых ловушек в ундаформе клиноформ II типа, Б) литологически экранированных ловушек в клиноформах всех типов

переформированию залежей (Хаин, 1953; Шарафутдинов, 2003; Соборнов, 2019).

Сравнивая олигоцен-нижнемиоценовые клиноформы центрального и восточного Предкавказья и нижнемеловые клиноформы Западной Сибири, можно сделать вывод о различии глубин бассейнов седиментации, геометрии клиноформ, состава источников сноса и критериев поиска природных резервуаров.

Нижнемеловые клиноформы Западной Сибири формировались в некомпенсированной внутришельфовой впадине. Высоты клиноформ изменяются от 150 до 280 м, что позволяет предположить глубины бассейна седиментации от 200 до 400 м. Седиментационные углы наклона клиноформ составляют 0.5–1.0° (Карогодин, Ершов, 2006; Курчиков, Бородкин, 2011, 2015; Ершов, 2016).

По литологическому составу отложения клиноформ представлены переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов. По минералогическому составу породы, слагающие нижнемеловые клиноформы, относятся к аркозам, присутствуют акцессорные минералы: гранат, апатит, циркон. Предположительно, источник сноса был сложен гранитами и гнейсами. Поступление осадочного материала в бассейн происходило за счет разветвленных речных систем преимущественно с востока на запад, менее распространены клиноформы восточного падения (Курчиков, Бородкин, 2011).

Залежи нефти и газа связаны с различными частями Западно-Сибирских клиноформ: как с ундаформой (мелководной частью), так и фондоформой (более глубоководной частью) (Карогадин, Ершов, 2006; Курчиков, Бородкин, 2011, 2015). На примере клиноформ Фроловской мегавпадины возможно выделение двух сейсмических типов клиноформ. Первый тип – тангенциально-сигмовидные клиноформы, с выраженными унда-, клино-(орто-) и фондоформой. Они формировались на этапах высокого стояния относительного уровня моря и при последующем его падении. В таких клиноформах встречаются природные резервуары в ундаформе (вдольбереговые бары и валы, распределительные каналы авандельты, сформированные при высоком стоянии уровня моря при нормальной регрессии) и природные резервуары в клино-(орто-)форме и фондоформе, образовавшиеся на этапе падения относительного уровня моря и форсированной регрессии (подводные русла на склоне и относительно глубоководные конусы выноса плотностных потоков). Второй тип – полого-косослоистые клиноформы без выраженных унда-, клино-(орто-) и фондоформы, которые формировались при понижении относительного уровня моря, приостановке понижения и последующем медленном повышении. В данном типе клиноформ природными резервуарами являются отложения подводных конусов выноса и подводящих каналов (Бабина и др., 2022, в печати).

Олигоцен-нижнемиоценовые клиноформы центрального и восточного Предкавказья представлены в большей степени глинистым материалом, встречаются прослои песчаников и алевролитов. Однако клиноформы более разнообразны по высоте, направлениям проградации и позволяют отнести их к большому количеству сейсмических типов. Высоты варьируют от 178 до 550 м, а глубины их накопления – приблизительно от 300 до 800 м. Положение источников сноса различно для трех выделенных систем клиноформ (с северо-востока – М1-М7, с востока и запада – М8-М12 и с севера – М13-М16). На основе анализа геометрии клиноформ выделяется 3 сейсмических типа: клиноформы субаквальной дельты, сформировавшиеся в прибрежно-морских обстановках, и 2 типа клиноформ шельфа – тангенциально-сигмовидные, сформировавшиеся при высоком стоянии относительного уровня моря и последующем его падении, и полого-косослоистые, сформировавшиеся при низком стоянии и последующем медленном росте). По сопоставлению разрезов скважин с выделенными сейсмическими типами сделан вывод, что природные резервуары локализованы преимущественно в клиноформах субаквальной дельты и ундаформе, и фондоформе тангенциально-сигмовидных клиноформ шельфа.

Выводы

Изучение олигоцен-нижнемиоценовых клиноформ майкопской серии Центрального и Восточного Предкавказья позволило уточнить палеогеографические условия, в которых они формировались, предположить глубину осадочного бассейна, установить направление сноса осадочного материала, выполнить прогноз природных резервуаров на региональном уровне.

Источником сноса преимущественно глинистого материала в Предкавказский бассейн, глубина которого составляла 300 м в раннем олигоцене, около 800 м в конце позднего олигоцене и полностью заполненного осадочным материалом в раннем миоцене, были предположительно палео-Дон и палео-Волга.

Перспективными объектами для открытия скоплений нефти и газа могут рассматриваться песчаные отложения прибрежно-морского генезиса и конусов выноса в тангенциально-сигмовидных клиноформах шельфа, а также песчаные отложения субаквальной дельты. Области их распространения закартированы на региональном уровне.

При сравнении условий формирования, геометрии и литологического состава клиноформ майкопской серии Центрального и Восточного Предкавказья и нижнемеловых клиноформ Западной Сибири, сделан вывод о различии в них критериев поиска природных резервуаров.

Благодарности

Авторы выражают благодарность рецензенту за уделенное время и ценные комментарии, которые позволили улучшить данную статью.

Литература

- Бородкин В.Н., Курчиков А.Р. (2015). К вопросу уточнения западной и восточной границ ачимовского клиноформного комплекса Западной Сибири. *Геология и геофизика*, 56(9), с. 1630–1642. DOI: 10.15372/GiG20150905
- Бабина Е.О., Калмыков Г.А., Ступакова А.В., Мордасова А.В., Коробова Н.И., Хотылев О.В., Шарданова Т.А., Хромова Е.В., Гиляев Р.М. (2022). Анализ геометрии и прогноз природных резервуаров в нижнемеловых клиноформах северной части Приобского месторождения. *Вестник Московского университета, Серия 4: Геология*, 4. (В печати)
- Евдокимова М.Л. (2004). Условия формирования и нефтегазоносность Майкопской серии Центрального и Восточного Предкавказья. *Дис. к.г.-м.н.* Москва.
- Ершов С.В. (2016). Палеобатиметрия позднюрско-неокомского бассейна севера Западной Сибири и влияние на нее природных процессов. *Геология и геофизика*, 57(8), с. 1548–1570. DOI: 10.15372/GiG20160808
- Земцова и др. (2008). Региональные сейсморазведочные работы в пределах Терско-Сулакской перспективной зоны нефтегазоаккумуляции с целью подготовки участков недр к лицензированию. Отчет.
- Карогадин Ю.Н., Ершов С.В. (1996). Приобская нефтеносная зона. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 252 с.
- Конюхов А.И., Малеки Б. (2007). Сравнительный анализ геологического строения, обстановок седиментации и нефтегазоносности Месопотамского и Терско-Каспийского передовых прогибов. *Литология и полезные ископаемые*, 5, с. 451–467. <https://doi.org/10.1134/S002449020705001X>
- Косова С.С. (1993). Сейсмопалеогеоморфологические аспекты сейсмостратиграфического анализа клиноформных комплексов. *Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений*, 3, с. 20–25.
- Краснова Е.А., Ступакова А.В., Стафеев А.Н., Фадеева Н.П., Яндарбиев Н.Ш., Сулова А.А., Сауткин Р.С., Воронин М.Е., Степанов П.Б., Книппер А.А., Шитова Я.А. (2021). Геологическое строение и палеогеографическая зональность хадумского горизонта Предкавказского региона. *Георесурсы*, 23(2), с. 99–109. <https://doi.org/10.18599/grs.2021.2.9>
- Кунин Н.Я., Косова С.С., Блохина Г.Ю. (1989). Прогнозирование неантиклинальных ловушек нефти и газа на основе сейсмостратиграфического анализа (на примере Восточного Предкавказья). Москва: ВНИИОЭНТ, 16(36), 44 с.

Кунин Н.Я., Косова С.С., Медведев Е.Н., Пустойт О.Ю. (1987). Изучение клиноформ майкопа в Восточном Предкавказье. *Геология нефти и газа*, 10, с. 18–24.

Курчиков А.Р., Бородкин В.Н. (2011). Стратиграфия и палеогеография берриас-нижнеаптских отложений Западной Сибири в связи с клиноформным строением разреза. *Геология и геофизика*, 52(8), с. 1093–1106.

Мордасова А.В., Сулова А.А., Ступакова А.В. (2017). Сеймо-стратиграфические комплексы нижнемеловых отложений Баренцева моря. *Георесурсы*. Спецвыпуск, с. 36–42. <http://doi.org/10.18599/grs.19.5>

Музыльв Н.Г., Табачникова И.П. (1987). Зональное деление нижнемайкопских отложений Предкавказья и смежных регионов по наннопланктону. *Советская геология*, 1, с. 65–74.

Патина И.С. (2013). Геологическое строение майкопских отложений Каспийского сектора восточного Паратетиса по результатам сеймо-стратиграфических исследований. *Дис. к.г.-м.н. Москва*.

Попов С.В., Ахметьев М.А., Лопатин А.В., Бутрова Э.М., Сычевская Е.К., Щерба И.Г. (2009). Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Ч. 1. Поздний эоцен – ранний миоцен. М: Научный мир, 178 с.

Попов С.В., Табачникова И.П., Банников А.Ф., Сычевская Е.К., Пинчук Т.Н., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., ван ден Боон А., Крайшман В., Столяров А.С., Крховски Я. (2019). Лектостратотип майкопской серии по р. Белая выше г. Майкопа (Западное Предкавказье) в его олигоценовой части. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 27(3), с. 70–92. <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27370-92>

Прокопов К.А. (1938). Краткий очерк о верхнепалеогеновых и нижнемиоценовых отложениях Северного Кавказа. *Труды НГРИ. Сер. А*, 104, с. 3–14.

Сабанаев К.А., Черкашин В.И. (2008). Геологическое строение и нефтегазоносность осадочного комплекса Российского сектора Каспийского моря. Махачкала, 208 с.

Семенов Г.И., Столяров А.С. (1970). О корреляции разрезов разнофашиальных отложений олигоцена Мангышлака и Предкавказья. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, 45(1), с. 84–95.

Соборнов К.О. (2019). Вдвиговые деформации южного борта Терско-Каспийского прогиба: строение, формирование и нефтегазоносный потенциал. *Геология нефти и газа*, 6, с. 19–30. <https://doi.org/10.31087/0016-7894-2019-6-19-30>

Столяров А.С., Ивлева Е.И. (2004). Верхнеолигоценые отложения Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака. *Литология и полезные ископаемые*, 3, с. 252–270.

Фрейман С.И. (2021). Сеймо-стратиграфия и геологическая история Северо-Чукотского бассейна и сопряженных районов Северного Ледовитого океана. *Дис. к.г.-м.н. Москва*.

Хаин В. Е. (1953). Новые данные по геологии Предкавказья и их значение для геологии Кавказа. *Доклады АН СССР*, 90(2), с. 132–133.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. (1996). К проблеме существования Кавказской суши в олигоцен-миоценовое время. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 4(2), с. 80–90.

Шарафутдинов В.Ф. (2003). Геологическое строение и закономерности развития майкопских отложений Северо-Восточного Кавказа в связи с нефтегазоносностью. *Дис. д.г.-м.н. Москва*.

Яндарбиев Н.Ш., Фадеева Н.П., Козлова Е.В., Наумчев Ю.В. (2017). Геология и геохимия хадумской свиты Предкавказья – как потенциального источника «сланцевых» углеводородов. *Георесурсы*. Спецвыпуск, с. 208–226. <http://doi.org/10.18599/grs.19.21>

Ershov A. V., Brunet M. E., Nikishin A. M., Bolotov S. N., Korotaev M. V., Kosova S. S. (1998). Evolution of the eastern Fore-Caucasus basin during the Cenozoic collision: burial history and flexural modelling. In: Peri-Tethys Memoir 4. Eds. S. Crasquin-Soleau, E. Barrier. Paris: Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle, v. 179, pp. 111–130.

Gilmullina Albina, Klausen Tore Grane, Doré Anthony George, Rossi Valentina Marzia, Suslova Anna, Eide Christian Haug. (2021). Linking sediment supply variations and tectonic evolution in deep time, source-to-sink systems—The Triassic Greater Barents Sea Basin. *GSA Bulletin*. <https://doi.org/10.1130/B36090.1>

Henriksen Sverre, Hampson Gary J., Helland-Hansen William, Johannessen Erik P., Ron J. Steel. (2009). Shelf edge and shoreline trajectories, a dynamic approach to stratigraphic analysis. *Basin research*, pp. 445–453. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00432.x>

Klausen T.G., Müller R., Slama J., Helland-Hansen W. (2017). Evidence for Late Triassic provenance areas and Early Jurassic sediment supply turnover in the Barents Sea Basin of northern Pangea. *Lithosphere*, 9, pp. 14–28. <https://doi.org/10.1130/L556.1>

Laursen G.V., Konradi P.B., Bidstrup T. (1997). Foraminiferal and seismic interpretations of the palaeoenvironment of a profile in the North Sea. *Bull. Geol. Soc. France*, 168, pp. 187–196.

Patruno S., Helland-Hansen W. (2018). Clinoform systems: Review and dynamic classification scheme for shorelines, subaqueous deltas, shelf edges and continental margins. *Earth-Science Reviews*, 185, pp. 202–233. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.05.016>

Scotese C.R. (2014). Atlas of Neogene Paleogeographic Maps (Mollweide Projection), Maps 1-7, Volume 1, The Cenozoic, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL.

Vail P.R. et al. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level Seismic stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration. *American Association of Petroleum Geologist (AAPG)*, 26, pp. 49–212.

Сведения об авторах

Елена Олеговна Бабина – аспирант кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1

Алина Владимировна Мордасова – кандидат геол.-мин. наук, научный сотрудник кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1

Антонина Васильевна Ступакова – доктор геол.-мин. наук, заведующая кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1

Игорь Анатольевич Титаренко – директор по геофизике, Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики

Россия, 410012, Саратов, ул. Московская, д. 70

Роман Сергеевич Сауткин – кандидат геол.-мин. наук, старший научный сотрудник кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1

Михаил Евгеньевич Воронин – научный сотрудник кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1

Максим Артемович Величко – студент бакалавриата кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1

Мария Леонидовна Махнутина – студент магистратуры кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1

Татьяна Олеговна Колесникова – аспирант кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1

Анастасия Алексеевна Цыганкова – аспирант кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1

Статья поступила в редакцию 18.02.2022;

Принята к публикации 20.04.2022; Опубликована 16.05.2022

Sedimentation of the Oligocene-Lower Miocene clinofolds of the Maikop formation in the Eastern and Central Pre-Caucasus region as a key criteria for reservoir exploration

E.O. Babina^{1*}, A.V. Mordasova¹, A.V. Stoupakova¹, I.A. Titarenko², R.S. Sautkin¹, M.E. Voronin¹, M.A. Velichko¹, M.L. Makhnutina¹, T.O. Kolesnikova¹, A.A. Tsygankova¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

²Nizhne-Volzhsky Research Institute of Geology and Geophysics, Saratov, Russian Federation

*Corresponding author: Elena O. Babina, e-mail: eo.babina@oilmsu.ru

Abstract. Oligocene-Lower Miocene clinofolds of the Maikop formation are productive in the Eastern and Central Pre-Caucasus region. In spite of commercial discoveries and long exploration history, Maikop formation is poor characterized by borehole data in the deep basins such as Terek-Caspian trough. Furthermore, there are challenges of the detail stratigraphic subdivision in the deep basins, correlation, sedimentary conditions and criteria of reservoirs exploration.

Based on seismic and borehole data analysis, sequent-stratigraphic framework, distribution area, progradation direction, seismic unconformities and thicknesses of the 17 Maikop sequences are established. Estimation of the clinofolds height allowed reconstructing paleobathymetry and paleogeography of the Pre-Caucasus region in the Oligocene – Early Miocene.

Clinofolds M1-M7 prograded from the northeast, sea depth increased from 300 to 450 m. During clinofolds M8 sedimentation, new provenance area appeared on the west, sea depth increases up to 800 m. Clinofolds M12-M16 prograded from the north, sea depth decreases from 480 to 270 m. To the end of the M17 sequence deposition, starved deep basin was totally compensated.

Three morphologic types of the clinofolds are identified. Type I represents by tangential clinofolds up to 75 m of height, that interpreted as subaqueous delta. Type II are the sigmoid shelf-edge delta clinofolds up to 800 m of height. Clinofolds of type III are low-angle wedges, confined to the slope and floor of the deep basin. Height of the wedges does not exceed 270 m. In the topset of the shelf-edge deltas, shallow-marine sandstones and structural traps predicted, while basin floor fans and stratigraphic traps expected in the bottomset. Subaqueous deltas are regarded to stratigraphic traps, while the wedges are predominantly mud-prone.

Keywords: Central and Eastern Pre-Caucasus region, clinofolds, Maikop formation, oil and gas basin, paleogeography, reservoirs prediction, seismic stratigraphy

Recommended citation: Babina E.O., Mordasova A.V., Stoupakova A.V., Titarenko I.A., Sautkin R.S., Voronin M.E., Velichko M.A., Makhnutina M.L., Kolesnikova T.O., Tsygankova A.A. (2022). Sedimentation of the Oligocene-Lower Miocene clinofolds of the Maikop formation in the Eastern and Central Pre-Caucasus region as a key criteria for reservoir exploration. *Georesursy = Georesources*, 24(2), pp. 192–208. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2022.2.18>

References

Babina E.O., Kalmykov G.A., Stoupakova A.V., Mordasova A.V., Korobova N.I., Khotylev O.V., Shardanova T.A., Khromova E.V., Gilaev R.M.

(2022). Geometry analysis and oil reservoirs prediction in the Lower Cretaceous clinofolds of the northern Priobskoe field. *Moscow University Bull. Geol.*, 4. (In Russ.) (In press)

Borodkin V.N., Kurchikov A.R. (2015). To the problem of refining the western and eastern boundaries of the Achimov clinofold complex (West Siberia). *Russ. Geol. Geophys.*, 56(9), pp. 1281–1291. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.08.005>

Ershov A.V., Brunet M.E., Nikishin A.M., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Kosova S.S. (1998). Evolution of the eastern Fore-Caucasus basin during the Cenozoic collision: burial history and flexural modelling. In: Peri-Tethys Memoir 4. Eds. S. Crasquin-Soleau, E. Barrier. Paris: Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle, v. 179, pp. 111–130.

Ershov S.V. (2016). Paleobathymetry of the Late Jurassic–Neocomian basin in northern West Siberia and the impact of natural processes. *Russ. Geol. Geophys.*, 57(8), pp. 1221–1238. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.08.008>

Evdokimova M. L. (2004). Formation conditions and oil and gas content of the Maikop formation of the Central and Eastern Ciscaucasia. *Cand. geol. and min. sci. diss.* Moscow. (In Russ.)

Freiman S.I. (2021). Seismostratigraphy and geological history of the North Chukchi Basin and adjacent regions of the Arctic Ocean. *Cand. geol. and min. sci. diss.* Moscow. (In Russ.)

Gilmullina Albina, Klausen Tore Grane, Doré Anthony George, Rossi Valentina Marzia, Suslova Anna, Eide Christian Haug. (2021). Linking sediment supply variations and tectonic evolution in deep time, source-to-sink systems—The Triassic Greater Barents Sea Basin. *GSA Bulletin*. <https://doi.org/10.1130/B36090.1>

Henriksen Sverre, Hampson Gary J., Helland-Hansen William, Johannessen Erik P., Ron J. Steel. (2009). Shelf edge and shoreline trajectories, a dynamic approach to stratigraphic analysis. *Basin research*, pp. 445–453. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00432.x>

Karogodin Yu.N., Ershov S.V. (1996). Priobskaya oil-bearing zone. Novosibirsk: SB RAS, NRC OIGGM, 252 p. (In Russ.)

Khain V. E. (1953). New data on the geology of Ciscaucasia and their significance for the geology of the Caucasus. *Doklady AN USSR*, 90(2), pp. 132–133. (In Russ.)

Kholodov V.N., Nedumov R.I. (1996). Problems of the Caucasus paleoland existence during the Oligocene-Miocene time. *Stratigraphiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*, 4(2), pp. 80–90. (In Russ.)

Klausen T.G., Müller R., Slama J., Helland-Hansen W. (2017). Evidence for Late Triassic provenance areas and Early Jurassic sediment supply turnover in the Barents Sea Basin of northern Pangea. *Lithosphere*, 9, pp. 14–28. <https://doi.org/10.1130/L556.1>

Konyukhov A.I., Maleki B. (2007). Comparative analysis of the geological structure, sedimentation conditions, and petroleum potential of the Mesopotamian and Terek-Caspian Foredeeps. *Lithology and Mineral Resources*, 42(5), pp. 405–419. <https://doi.org/10.1134/S002449020705001X>

Kosova S.S. (1993). Seismopaleogeomorphological aspects of seismostratigraphic analysis of clinofold complexes. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy = Geology, Geophysics and Development of Oil and Gas Fields*, 3, pp. 20–25. (In Russ.)

Krasnova E.A., Stoupakova A.V., Stafeev A.N., Fadeeva N.P., Yandarbiev N.Sh., Suslova A.A., Sautkin R.S., Voronin M.E., Stepanov P. B., Knipper A.A., Shitova Ya.A. (2021). Geological structure and paleogeographic zoning of the Khadam formation in Pre-Caucasus. *Georesursy = Georesources*, 23(2), pp. 99–109. (In Russ.) <https://doi.org/10.18599/grs.2021.2.9>

Kunin N.Ya., Kosova S.S., Blokhina G.Yu. (1989). Prediction of non-anticlinal oil and gas traps based on seismostratigraphic analysis (on the example of the Eastern Ciscaucasia). Moscow: VNIIOENT, 16(36), 44 p. (In Russ.)

Kunin N.Ya., Kosova S.S., Medvedev E.N., Pustovoi O.Yu. (1987). Study of Maikop clinoforms in the Eastern Ciscaucasia. *Geologiya nefi i gaza*, 10, pp. 18–24. (In Russ.)

Kurchikov A.R., Borodkin V.N. (2011). Stratigraphy and paleogeography of Berriasian-Lower Aptian deposits of West Siberia in connection with the clinoform structure of the section. *Russ. Geol. Geophys.*, 52(8), pp. 859–870. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.07.009>

Laursen G.V., Konradi P.B., Bidstrup T. (1997). Foraminiferal and seismic interpretations of the palaeoenvironment of a profile in the North Sea. *Bull. Geol. Soc. France*, 168, pp. 187–196.

Mordasova A.V., Suslova A.A., Stupakova A.V. (2017). Seismostratigraphic complexes of the Lower Cretaceous deposits of the Barents Sea. *Georesury = Georesources*. Special Issue, pp. 36–42. (In Russ.) <http://doi.org/10.18599/grs.19.5>

Muzylev N.G., Tabachnikova I.P. (1987). Zonal division of the Lower Maikop deposits of Ciscaucasia and adjacent regions according to nannoplankton. *Sovetskaya geologiya*, 1, pp. 65–74. (In Russ.)

Patina I.S. (2013). Geological structure of the Maikop deposits of the Caspian sector of the eastern Paratethys according to the results of seismic stratigraphic studies. *Cand. geol. and min. sci. diss.* Moscow. (In Russ.)

Patruno S., Helland-Hansen W. (2018). Clinoform systems: Review and dynamic classification scheme for shorelines, subaqueous deltas, shelf edges and continental margins. *Earth-Science Reviews*, 185, pp. 202–233. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.05.016>

Popov S.V., Akhmetiev M.A., Lopatin A.V., Bugrova E.M., Sychevskaya E.K., Shcherba I.G. (2009). Paleogeography and biogeography of the Paratethys basins. Part 1 Late Eocene – Early Miocene. Moscow: Nauchny Mir, 178 p. (In Russ.)

Popov S.V., Tabachnikova I.P., Bannikov A.F., Sychevskaya E.K., Pinchuk T.N., Akhmetiev M.A., Zaporozhets N.I., van den Boon A., Kraishman V., Stolyarov A.S., Krhovsky J. (2019). Lectostratotype of the Maikopian Group in the Belaya River Section Upstream of the Town of Maikop (Western Ciscaucasia) in the Oligocene Part. *Stratigr. Geol. Correl.* 27, pp. 339–360. <https://doi.org/10.1134/S0869593819030043>

Prokopov K.A. (1938). Brief essay on the Upper Paleogene and Lower Miocene deposits of the North Caucasus. *Trudy NGRI*, 104, pp. 3–14. (In Russ.)

Sabanaev K.A., Cherkashin V.I. (2008). Geological structure and oil and gas content of the sedimentary complex of the Russian sector of the Caspian Sea. *Makhachkala*, 208 p. (In Russ.)

Scotese C.R. (2014). Atlas of Neogene Paleogeographic Maps (Mollweide Projection), Maps 1-7, Volume 1, The Cenozoic, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL.

Semenov G.I., Stolyarov A.S. (1970). On the correlation of sections of different facies deposits of the Oligocene of Mangyshlak and Ciscaucasia. *Bull. MOIP. Ser. geol.*, 45(1), pp. 84–95. (In Russ.)

Sharafutdinov V.F. (2003). Geological structure and patterns of development of the Maikop deposits of the North-Eastern Caucasus in connection with oil and gas potential. *Dr. geol. and min. sci. diss.* Moscow. (In Russ.)

Sobornov K.O. (2019). Thrust deformations of the southern side of the Terek-Caspian trough: structure, formation and oil and gas potential. *Geologiya nefi i gaza = Russian Oil and Gas Geology*, 6, pp. 19–30. (In Russ.) <https://doi.org/10.31087/0016-7894-2019-6-19-30>

Stolyarov A.S., Ivleva E.I. (2004). Upper Oligocene Sediments of the Ciscaucasus, Volga–Don, and Mangyshlak Regions (Central Eastern Paratethys): Communication 1. Main Compositional and Structural Features. *Lithology and Mineral Resources*, 39, pp. 213–229. <https://doi.org/10.1023/B:LIMI.0000027608.49563.9b>

Vail P.R. et al. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level Seismic stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration. *American Association of Petroleum Geologist (AAPG)*, 26, pp. 49–212.

Yandarbiev N.Sh., Fadeeva N.P., Kozlova E.V., Naumchev Yu.V. (2017). Geology and geochemistry of the Khadam suite of Ciscaucasia as a potential source of «shale» hydrocarbons. *Georesury = Georesources*. Special issue, pp. 208–226. (In Russ.) <http://doi.org/10.18599/grs.19.21>

Zemtsova et al. (2008). Regional seismic surveys within the Tersko-Sulak prospective zone of oil and gas accumulation in order to prepare subsoil plots for licensing. Report. (In Russ.)

About the Authors

Elena O. Babina – PhD student, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Alina V. Mordasova – PhD (Geology and Mineralogy), Researcher of the Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Antonina V. Stoupakova – DSc (Geology and Mineralogy), Professor, Head of the Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Igor A. Titarenko – Director for Geophysics, Nizhne-Volzhsy Research Institute of Geology and Geophysics
70, Moscovskaya st., Saratov, 410012, Russian Federation

Roman S. Sautkin – PhD (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Mikhail E. Voronin – Researcher, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Maksim A. Velichko – Undergraduate student of the Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Maria L. Makhnutina – Graduate student of the Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Tatiana O. Kolesnikova – PhD student, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Anastasia A. Tsygankova – PhD student, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Manuscript received 18 February 2022;

Accepted 20 April 2022;

Published 16 May 2022